

УДК 551.763.12

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-39-48

МОДЕЛЬ ВДВИГОВОГО ОПОЛЗНЕВОГО КЛИНА С ПОСЛЕДУЮЩИМ ГИДРАВЛИЧЕСКИМ РАЗРЫВОМ, КАК ОБЪЯСНЕНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ АНОМАЛЬНОГО РАЗРЕЗА БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Статья 2. Описание комплекса мезоструктур в керне и модели формирования аномального разреза

Павел Анатольевич Фокин¹✉, Маргарита Рубеновна Латыпова²,
Андрей Георгиевич Федяевский³, Антон Георгиевич Калмыков⁴,
Георгий Александрович Калмыков⁵, Николай Александрович Шадчнев⁶,
Андрей Сергеевич Буткеев⁷, Илья Борисович Сохлаков⁸,
Юрий Артурович Гатовский⁹, Юлия Александровна Коточкова¹⁰

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; fokinpav@rambler.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
margarita.r.latyпова@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8258-9012>

³ Казахский национальный исследовательский технический университет имени К.И. Сатпаева, Алматы, Казахстан;
drew-fediaevsky@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8739-0416>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.kalmykov@oilmsu.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-8862-8227>

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.kalmykov@oilmsu.ru,
<https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

⁶ ПАО «НОВАТЭК», Москва, Россия; nikolay.shadchnev@novatek.ru

⁷ АО «АРКТИКГАЗ», Новый Уренгой, Россия; Andrey.Butkeev@jsc-arcticgas.ru

⁸ АО «АРКТИКГАЗ», Новый Уренгой, Россия; ilya.soklakov@jsc-arcticgas.ru

⁹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ustas62@bk.ru

¹⁰ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kotjulik@gmail.com,
<https://orcid.org/0000-0002-5004-4832>

Аннотация. Описан новый аномальный разрез баженовской свиты на территории Уренгойского месторождения в северной части Западной Сибири. В данной работе представлены описания комплексов мезоструктур в керне, на основании которых была предположена новая модель формирования аномального разреза баженовской свиты. Было выявлено, что формирование комплекса мезоструктур происходило на разных стадиях схода оползня и при перемещении его тела по неровной поверхности срыва. В формировании крупных инъекционных «песчаных жил» в исследуемом разрезе, главную роль, вероятно, сыграл спровоцированный оползнем гравитационный зерновой поток из области прибрежного мелководья. Проникновение его песчаного материала в породы баженовской свиты и в меньшей степени — ачимовской толщи произошло за счет энергии гидравлического удара и гидроразрыва вдоль послойных и секущих трещин.

Ключевые слова: Западная Сибирь, аномальный разрез баженовской свиты, мезоструктуры, модель формирования, ачимовский оползневой клин, гидравлический разрыв

Для цитирования: Фокин П.А., Латыпова М.Р., Федяевский А.Г., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Шадчнев Н.А., Буткеев А.С., Сохлаков И.Б., Гатовский Ю.А., Коточкова Ю.А. Модель вдвигового оползневого клина с последующим гидравлическим разрывом, как объяснение формирования аномального разреза баженовской свиты на севере Западной Сибири. Статья 2. Описание комплекса мезоструктур в керне и модели формирования аномального разреза // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 3. С. 39–48.

A MODEL OF A SHEAR LANDSLIDE WEDGE WITH SUBSEQUENT HYDRAULIC RUPTURE AS AN EXPLANATION FOR THE FORMATION OF AN ANOMALOUS SECTION OF THE BAZHENOV FORMATION IN THE NORTH OF WESTERN SIBERIA

Part 2. Description of the mesostructural complexes in the core and the model of the anomalous section formation

Pavel A. Fokin¹✉, Margarita R. Latypova², Andrey G. Fedyaevskiy³, Anton G. Kalmykov⁴, Georgy A. Kalmykov⁵, Nikolay A. Shadchnev⁶, Andrey S. Butkeev⁷, Ilya B. Soklakov⁸, Yury A. Gatovsky⁹, Julia A. Kotochkova¹⁰

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; fokinpav@rambler.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; margarita.r.latypova@gmail.com

³ Kazakh National Research Technical University named after K.I. Satpayev, Almaty, Kazakhstan; drew-fediaevsky@yandex.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.kalmykov@oilmsu.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.kalmykov@oilmsu.ru

⁶ NOVATEK, Moscow, Russia; nikolay.shadchnev@novatek.ru

⁷ OJSC ARCTIKGAZ, Novy Urengoy, Russia; Andrey.Butkeev@jsc-arcticgas.ru

⁸ OJSC ARCTIKGAZ, Novy Urengoy, Russia; ilya.soklakov@jsc-arcticgas.ru

⁹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ustas62@bk.ru

¹⁰ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kotjulik@gmail.com

Abstract. A new anomalous section of the Bazhenov formation was described on the territory of the Urengoy deposit in the northern part of Western Siberia. This article presents descriptions of mesostructural complexes in the core, on the basis of which a new model for the formation of the anomalous section of the Bazhenov formation was proposed. It was found that the formation of the mesostructural complexes occurred at different stages of the landslide and when its body moved along the uneven surface of the detachment. In the formation of large injection “sand veins” in the studied section, the main role was probably played by the landslide-induced grain flow from the coastal shallow water area. The penetration of its sandy material into the rocks of the Bazhenov formation and, to a lesser extent, the Achimov formation occurred due to the energy of hydraulic shock and hydraulic fracturing along layer-by-layer and secant fractures.

Keywords: Western Siberia, anomalous section of Bazhenov formation, mesostructures, formation model, Achimov landslide wedge, hydraulic fracturing

For citation: Fokin P.A., Latypova M.R., Fedyaevskiy A.G., Kalmykov A.G., Kalmykov G.A., Shadchnev N.A., Butkeev A.S., Soklakov I.B., Gatovsky Yu.A., Kotochkova Ju.A. A model of a shear landslide wedge with subsequent hydraulic rupture as an explanation for the formation of an anomalous section of the Bazhenov formation in the north of Western Siberia. Part 2. Description of the mesostructural complexes in the core and the model of the anomalous section formation. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 3: 39–48. (In Russ.).

Введение. В данной работе продолжается изложение результатов комплексных исследований аномального разреза баженовской свиты (АРБ) на территории Уренгойского нефтегазоконденсатного месторождения (НГКМ) на севере Западной Сибири (ЗС) [Фокин, 2023]. Основной частью работы, представленной в статье 2, является выделение, анализ и классификация мезоструктур непосредственно в процессе литологического описания кернового материала, а также последующая интерпретация обстановок формирования песчаных жил и ранее описанных деформационных структур [Ramsay, Huber, 1983; Тевелев, 2012; 2005 и др.]. В процессе литологического описания кернового материала из исследуемой скважины выяснилось, что ни одна из ранее существующих концепций формирования АРБ не подходит для описания формирования исследуемых отложений в полной мере. Поэтому целью работы было описание нового типа АРБ и предложение подходящей модели формирования отложений.

Результаты исследований. Изученный керновый материал богат постседиментационными деформационными структурами, как пликативными, так и дизъюнктивными, связанными с уплотнением и литификацией осадка (трещины уплотнения, трещины синерезиса) и стрессовыми деформациями.

По степени деформированности в изученном разрезе выделяются 3 интервала, близкие к интервалам распространения литотипов I и III: нижний, средний и верхний, разграниченные поверхностями срыва.

В нижнем интервале кремнево-глинистые породы баженовской свиты (БС) и самых низов предположительно ачимовской толщи несут сравнительно слабые деформации, в основном в виде нерегулярно меняющегося наклона слойчатости, от 7–8° до 20° к поперечному сечению керна; наклон в среднем убывает вверх. Изменение угла наклона обычно происходит на уровнях зеркал скольжения, плоских, приполюрованных, послойных и полого секущих (до

15–20°) слоистость. Штриховка на зеркалах обычно выражена плохо, но там, где есть, совпадает или расположена под небольшим углом (10–20°) к направлению наклона слойчатости в керне. В редких случаях появление зеркал скольжения можно объяснить уплотнением осадка при литификации: вблизи известняковых конкреций слойчатость, и зеркала скольжения могут приобретать криволинейную форму и наклон до 30–45°.

Тонкая прослойка радиолярита на глубине 3992,42–3992,46 м подверглась будинированию, с образованием субизометричных, слабо скругленных в сечении блоков, с “затеками” черных аргиллитов между ними (рис. 1, А). Примерно параллельно прослойке располагаются искривленные зеркала скольжения, со штриховкой, ориентированной по направлению наклона.

В верхней части породы нижнего интервала пронизаны нептуническими дайками тонкопесчаного состава. Трещины субвертикальные, извилистые, расположены косо к простиранию слойчатости; раскрытие — 4–20 мм, глубина проникновения — 2–2,5 м. У нижнего завершения трещин наблюдается выполаживание и выход к малоамплитудному полойному срыву (рис. 1, Б).

Заполнение трещин представлено мелко-тонкозернистым песчаником, серым с буроватым оттенком, содержащим зонально распределенные, мелкие угловатые, но слегка раздавленные обломки окружающих пород, свидетельствующие о заметной, но неполной степени литификации отложений к моменту их деформации (рис. 1, Б, В).

Поверхность срыва, разделяющая нижний и средний интервалы, сопровождается более интенсивными деформациями в кровельной части нижнего интервала (рис. 1, Г). Тонкая слойчатость изогнута, смята в опрокинутую, сжатую синклинал, с будинажем песчаной прослойки на опрокинутом крыле пологими, криволинейными трещинами с надвиговой кинематикой на другом крыле; складка косо к направлению наклона обрублена нептунической дайкой. Верхняя часть одной стенки дайки вырвана (дуплекс растяжения) и освободившееся пространство заполнено тем же песчаным материалом, что и нептуническая дайка. Вдоль самой поверхности смещения отмечаются следы разжижения, смешивания материала и его затеки в прилегающие слои, создающие зрительный эффект резкой поверхности размыва.

Средний интервал наиболее насыщен разнообразными деформационными структурами. Чаще всего встречаются наклонные сколовые трещины — микросбросы, как правило, избирательно секущие некоторые песчано-алевритовые прослойки и быстро затухающие в глинистых слойках (рис. 1, Д).

Трещины в шлифах имеют признаки вязких деформаций, по механизму межзернового проскальзывания, без разрушения обломочных частиц, а ино-

гда — и разрыва слойков (рис. 1, Е). Они образуют серии, чаще — синтетические, относительно направления наклона слойков, редко — антитетические; встречаются сочетания трещин разного направления падения относительно наклона слоистости, с образованием структур будинажа, подобных грабенам и горстам (рис. 1, Д, Ж). Подобные структуры формируются в условиях продольного к слою растяжения и(или) нормального к его поверхности сжатия. Для многих трещин устанавливаются и сдвиговые составляющие смещения. С этими трещинами не связаны зеркала скольжения, что связано с неравномерной и в целом слабой литификацией отложений к моменту деформаций, наименьшей в глинистых прослойках.

Компрессионные деформации отложений в среднем интервале встречаются реже, но они разнообразнее и обычно сопряжены с песчано-алевритовыми прослойками. В тонкослойчатых песчаниках и алевролитах встречаются Z-образные изломы слойков (рис. 1, З). Они несквозные и затрагивают от одной до нескольких соседних более светлых (песчаных) прослоек в слое и имеют пологое к слойчатости расположение — обычно 20–30°. По сходству с кинк-бандом (kinkband) [Ramsay, Huber, 1983], их образование следовало бы ожидать при продольном к слою сжатия, в результате хрупких деформаций, но в полностью сцементированных породах их появление могло быть связано с высокой скоростью деформаций. Горизонтальное сокращение при изломе слойков в песчанике компенсировалось послойным проскальзыванием в более пластичных, глинистых алевритовых прослойках.

В качестве единичной, но примечательной мезоструктуры встречена двусторонняя складка, сходная по морфологии с сопряженными полосами излома — кинк-банда. В ядре складки находится локальное, похожее на бантик утолщение слойка алевритистого песчаника, образованное по четырем сопряженным сколам-микровзбросам, расположение которых указывает на сжатие вдоль слоя (рис. 1, И). Кинк-банд образуется при аналогичной ориентировке напряжений, но в хрупких породах, при низких литостатических давлениях [Ramsay, Huber, 1983; Тевелев, 2012]. Эта структура возникла в полностью литифицированных породах при вязком скальвании, что подтверждается неровностью и затуханием трещин к центру слойка, плавные изгибы поверхностей его подошвы и тонкой слойчатости выше. На продолжении трещин выше тонкие алевритовые и глинистые слойки изогнуты и образуют микроскладки. Симметричность структуры предполагает ее формирование в условиях продольного к слоистости сжатия. Внедрение темного глинистого материала по трещинам могло произойти на поздней стадии развития структуры или спаде сжатия. Примечательно присутствие Z-образного излома в том же слое, что может быть связано со скоростью разрядки напряжений.

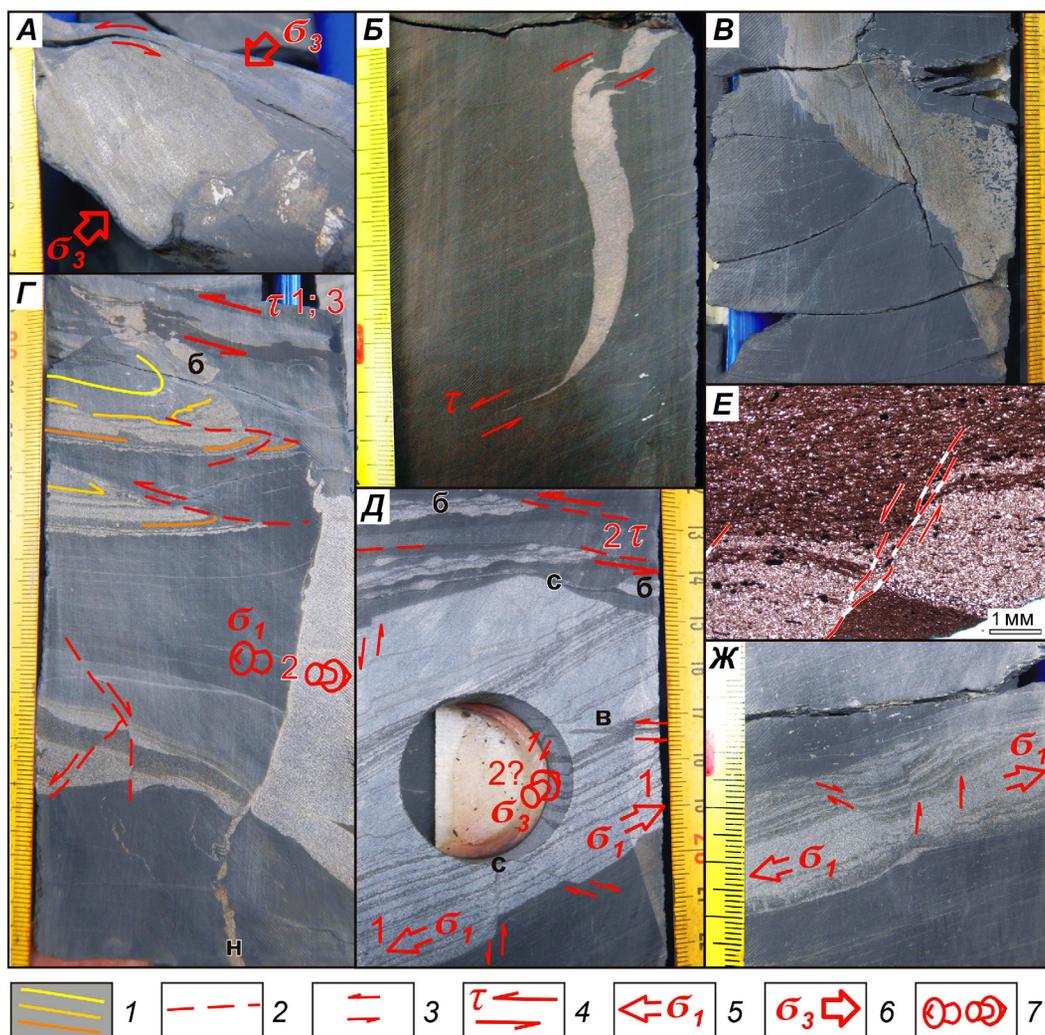
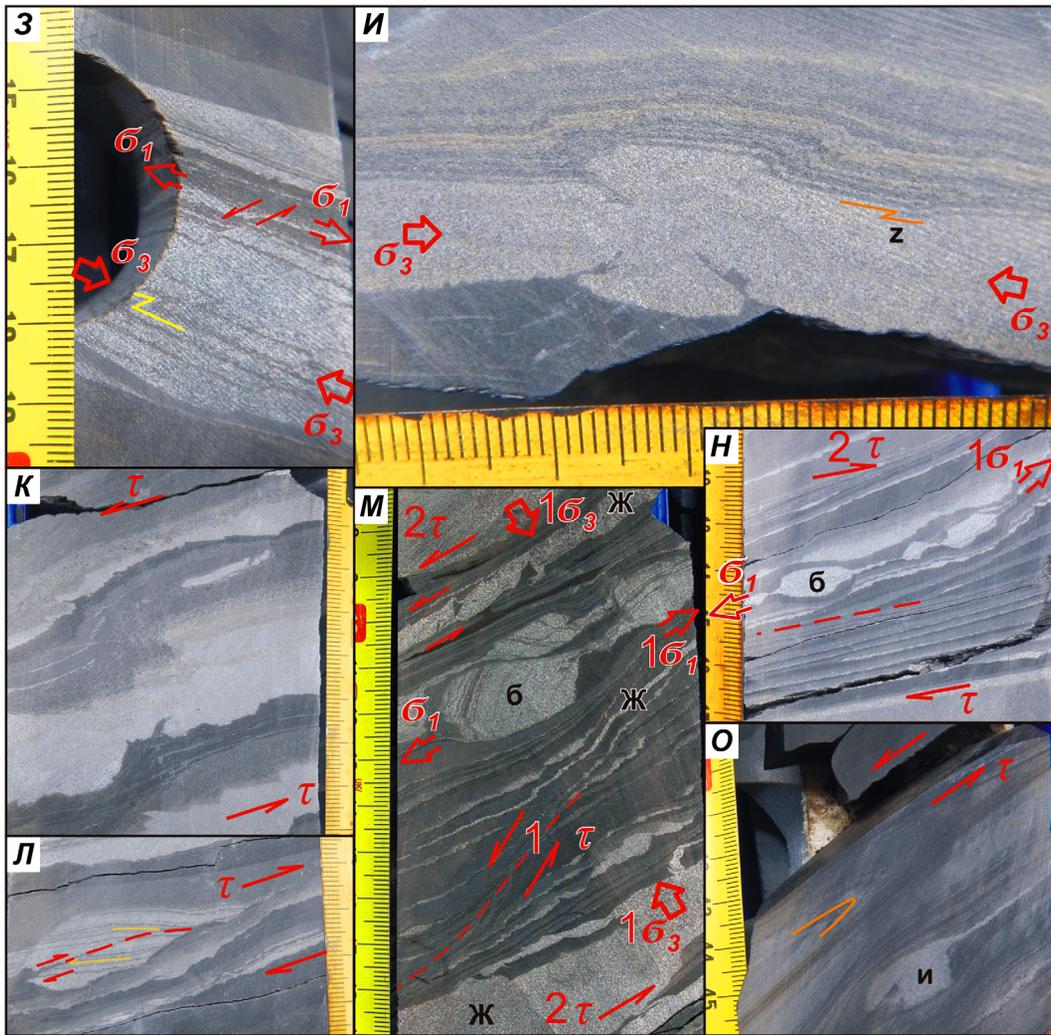


Рис. 1. Мезоструктуры и условия их образования: 1 — выделенные прослойки; 2 — выделенные поверхности срывов и трещин; 3 — направления смещения по сколам; 4 — ориентировки тангенциальных напряжений; ориентировки нормальных напряжений: растяжения — 5 и сжатия — 6; 7 — стрелки ориентировок нормальных напряжений, не совпадающих с плоскостью распила керна. Цифрами обозначен относительный порядок образования структур или смены напряжений. А — глубина 3992,48 м. Будинированная прослойка радиоларита. Б — глубина 3987,16–3987,30 м. Нижнее окончание нептунической дайки в кремнистых аргиллитах баженовской свиты. В — глубина 3985,77–3985,84 м. Угловатые обломки кремнистого аргиллита в песчаном заполнении нептунической дайки. Г — глубина 3984,50–3984,65 м. Направление смещения по поверхности срыва в верхней части фото подчеркиваются положением складки и будинированием (б) ее опрокинутого крыла. У нептунической дайки (н) верхняя часть стенки (справа) вырвана и пространство заполнено песчаным материалом. Д — глубина 3978,32–3978,42 м. Поверхности срыва в верхней части срезают будинированные слои (б) двойной тонкой прослойки песчаника повторяют форму более толстого слоя, нарушенного микросбросами (с) и микровзбросом (в). Е — фото шлифа с глубины 3975,60 м. Вязкая трещина в песчано-алевритовой прослойке. Николи параллельны. Ж — глубина 3981,49 м. Микросбросы, нарушающие песчано-алевритовую прослойку, образуют струк-

В верхней части среднего интервала песчано-алевритовые и глинистые прослойки одновременно участвуют в образовании мелких складок течения (рис. 1, К) и вязких трещин с надвиговым и сдвиго-надвиговым типами смещения (рис. 1, Л). Вергентность мелких складок, вязких трещин и Z-образных изломов указывает преимущественный транспорт материала по направлению наклона слоистости и реже — косо к нему.

Средний интервал содержит несколько тонких интервалов флюидизации, вероятно, соответствующих положению внутренних поверхностей срыва (рис. 1, Д, М, Н), близких по расположению к слоистости. В них и в непосредственной близости от

них происходят изменения наклона и изгиба слоистости, образование очень мелкой складчатости течения, происходит вытягивание слойков, вязкое будинирование песчаных прослоек при тангенциальных напряжениях, с разворотом будин и тонким расплющиванием прослоек между ними, образование вязких сколов. Сочетание структур растяжения и сжатия, мелкие складки течения с выраженной вергентностью свидетельствуют о сложной последовательности обстановок растяжения и сжатия и перемещении материала под действием тангенциальных напряжений. Часто вдоль зон срывов или рядом с ними располагаются «песчаные жилы» (рис. 1, М).



туру растяжения, похожую на грабен. **З** — глубина 3982,26–3982,32 м. Микросбросы и Z-образный излом слоев (z) в прослой тонкослойчатых песчаников и алевролитов. условия их образования — при продольных напряжениях, порядок однозначно не устанавливается. **И** — глубина 3984,17 м. Бантикообразная структура продольного сжатия ассоциирует с Z-образным изломом (z). **К** — глубина 3975,51 — 3975,59 м. Микроскладки течения, образованные тангенциальными напряжениями, ориентированными параллельно слоистости. **Л** — глубина 3978,62–3978,67 м. Вязкий скол-микронадвиг над поверхностью послойного срыва с текстурами дегидратации. **М** — глубина 3975,06–3975,18 м. Последовательность деформаций: 1- наклонная зона флюидизации со сбросовой кинематикой и вязкий будинач песчаных прослоек (б) при продольном растяжении и 2 — «песчаные жилы» (ж) вдоль направления продольных тангенциальных напряжений и вязких R-сколов. Слабая извилистость последних, возможно, отражает позднейшие оползневые деформации. **Н** — глубина 3977,43–3977,49 м. Поверхность малоамплитудного срыва, с будиначем (б) и изгибом песчаных прослоек выше нее. **О** — глубина 3974,91–3974,97 м. Поверхность срыва в кровле оползневого вдвига. Сжатая складка притерта к зеркалу скольжения при «сбросовом» смещении; песчаная инъекция (и) внедрена в разрыв более темной прослойки при смещениях того же типа, но в условиях относительного растяжения

Наиболее значительная поверхность срыва разделяет средний и верхний интервалы (рис. 1, О). Плоская, приполированная поверхность наклонена под 45–50° к поперечному сечению керна, ниже нее слоистость пород литотипа III имеет неравномерный наклон и изгибы слоев; прослойки песчаника часто вязко будинированы и насыщены многочисленными, преимущественно тонкими послойными песчаными «жилами» и инъекциями. В лежащем блоке срыва к нему притерта острая, сильно сжатая антиформа, вместе со штриховкой, ориентированной под небольшим углом к направлению наклона сместителя, указывающая на преобладание сбросовой (формально) составляющей смещения. Тем не

менее, при волнистой поверхности антитетического надвига смещение верхнего блока вниз возможно и в условиях сжатия.

Верхний интервал, сложенный в основном породами литотипа I с небольшими наклонами слоистости (2–15°), нарушен немногочисленными наклонными трещинами с зеркалами скольжения и пронизан «песчаными жилами», послойными, мощностью от нескольких миллиметров до 1,6 м толщиной, и секущими, тонкими (до 10–12 мм) и извилистыми (рис. 2, А–В). Их заполнение — породы литотипа IV — однородное или текстурированное, за счет распределения глинистой примеси в цементе, иногда содержит угловатые, частично

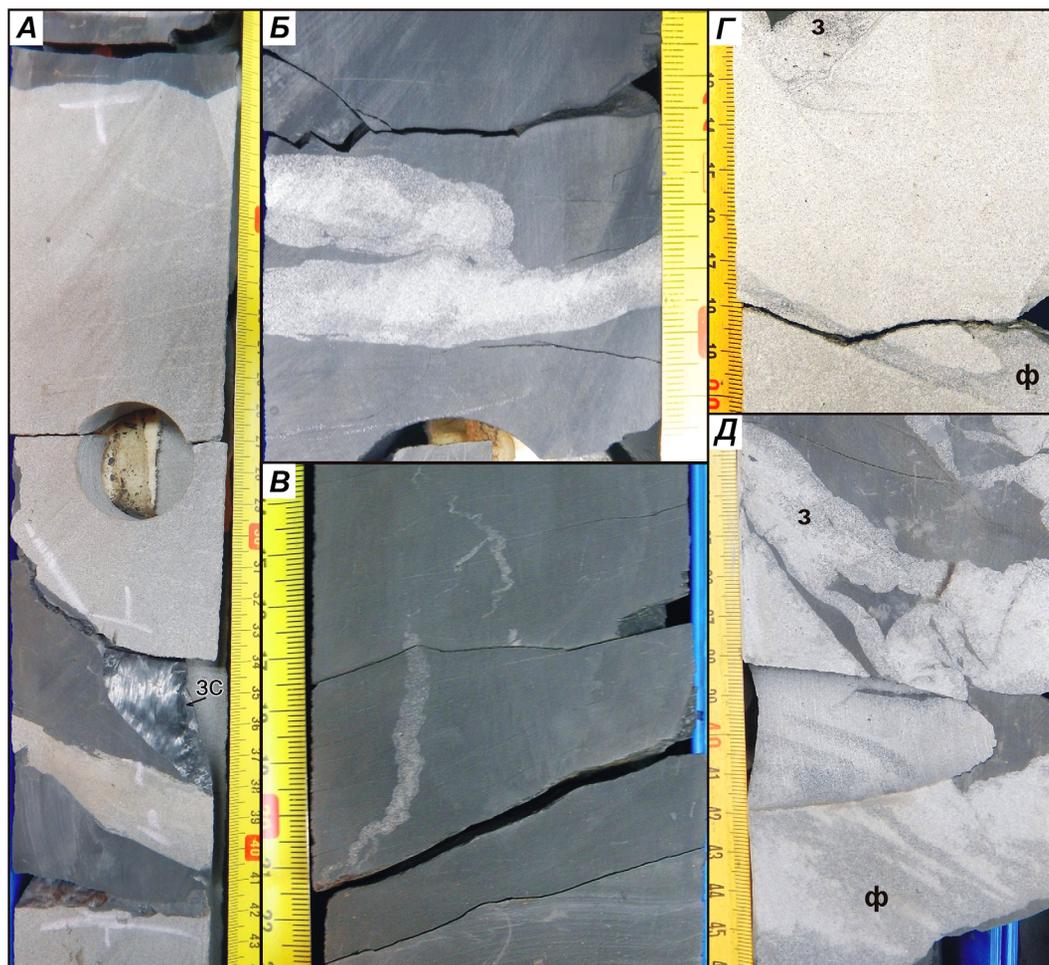


Рис. 2. «Песчаные жилы». А — глубина 3971,63–3971,93 м. Однородные послойные «песчаные жилы» в кремнисто-известковистых аргиллитах баженовской свиты. Криволинейное зеркало скольжения (з) компакционной природы. Б — глубина 3971,04–3971,11 м. Тонкие послойные «песчаные жилы» с зональным распределением глинистой примеси. В — глубина 3970,34–3970,43 м. Секущая дегидратационная «песчаная жила», слабо деформирована при литификации. Г — глубина 3972,66 — 3972,75 м. Следы поздних оползневых деформаций в «песчаной жиле». Однородные участки жилы с разным содержанием глинистой примеси разделены полосой песчаника с флюидалной текстурой (ф), рядом с обломком аргиллита распределение глинистой примеси зональное (з). Д — глубина 3973,77 — 3973,91 м. Участки зонального (з) и флюидалного (ф) распределения глинистой примеси в заполнении «песчаной жилы»

деформированные обломки аргиллитов. Встречается два типа загрязнения песчаников жил глинистым веществом внутри жил (рис. 2, Г, Д): 1 — зональное, вдоль контактов жил и вокруг обломков аргиллитов и 2 — флюидалное (струйчатое). Первый тип свидетельствует о происхождении пелитовой примеси из стенок жил, а второй связан с особенностями ее перераспределения при дегидратации.

Обсуждение полученных результатов. Присутствие в породах структур растяжения и сжатия ставит вопрос о последовательности их возникновения, и по сочетанию структур в нескольких интервалах можно попытаться восстановить деформационные этапы, в результате которых произошло формирование исследуемого АРБ.

На глубинах 3984,20–3984,50 м (рис. 1, Г) опрокинутая синклиальная складка и нарушающие ее вязкие трещины — «микронадвиги» — образуют парагенез сжатия, возникший в условиях тангенциальных напряжений при перемещении по пологой

поверхности срыва против направления наклона слоистости в керне. Структура растяжения — нептуническая дайка, косо обрубающая структуры сжатия, сформировалась позднее. Нижнее окончание нептунической дайки (3987,29 м, рис. 2, Б) выходит в послойный срыв в интервале более крутого залегания (до 25–30°) слоистости, что дает основание полагать образование раскрытых трещин в зоне максимального изгиба слоев на своде антиклинальной складки. Участок вырванной стенки трещины в колонку попал только малой своей частью, поэтому можно лишь предположить, что его смещение произошло в соответствии с механизмом образования дуплекса растяжения, в условиях транстензии [Тевелев, 2005].

На глубине 3978,33–3978,41 м 6-сантиметровый прослой параллельно-слойчатого песчаника несет хрупкие деформации продольного к слоистости растяжения в виде серии сколов, образующих на распиле керна рисунок наподобие «микрограбен»

и «микроростов» (рис. 2, Д). Во внутренней части прослоя читается излом слойков, возникший при смене условий продольного сжатия растяжением: трещина-микровзброс была раскрыта при реверсивной подвижке и заполнена темным, пластичным пелитовым материалом. Находящиеся выше тонкие алевропесчаные прослойки, вязко будинированные, с образованием протяженных, нитевидных шеек и коротких, «бусинообразных» будин, срезаются волнистой поверхностью срыва, частично наследующей форму нарушенного сколами песчаного прослоя. Последовательность образования сколов и излома неясна, но поверхность срыва развивалась после (или дольше) существования обстановок растяжения.

Анализируя характер деформаций пород, надо отметить различия в дизъюнктивных нарушениях разных интервалов. Если в нижнем и верхнем интервалах, образованных кремнисто-глинистыми породами БС (литотип I), трещины имеют хорошо оформленные зеркала скольжения, то в среднем интервале они на поверхностях трещин не встречаются, что свидетельствует о меньшей степени литификации песчано-глинистых пород предположительно ачимовской толщи. О том же говорят преимущественно хрупко-пластичные деформации в песчаниках, затухающие в глинистых прослойках литотипа III.

Таким образом, в скважине наблюдается не вполне обычная ситуация: среди более литифицированных глубоководно-морских отложений БС залегает 10-метровая пачка отложений нижнего мела, менее литифицированная на момент деформации, и сформировавшаяся в условиях нижней части или подножия подводного склона. Комплекс деформаций отложений, а также преимущественно продольная к слоистости ориентировка напряжений, дает основание считать, что наблюдаемое соотношение пород возникло в результате образования крупного оползня склоновых пластичных отложений с их внедрением в более плотные депрессионные образования БС. Ключом к пониманию механизма может быть то, что скважина не вошла в недислоцированные породы БС ниже деформированных. Вероятно, бурение было завершено выше главной поверхности срыва, и в состав оползневой пластины входили не только пластичные отложения, но и более жесткие пласты, которые в качестве клина-индентора способствовали проникновению блока по межслоевой поверхности внутри БС, по аналогии с кинематикой вдвигов [Соборнов, 1997] или «крокодиловой тектоникой» — «crocodile tectonics» [Meissner, 1989]. На стадии формирования вдвига могли сформироваться компрессионные структуры тонкослоистых пород вдвигового клина и в среднем более простые деформации, связанные с образованием выпуклого изгиба — для пород надвигающегося блока БС. Приспособление передовой части клина к выпуклой форме поверхности его перемещения или перемеще-

ние по выпуклой поверхности срыва могло привести к выгибанию пластины с образованием раскрытых клиновидных трещин нептунических даек (рис. 1, Б).

Структуры сжатия в отложениях оползающего блока, при простом строении главной поверхности срыва, могли формироваться в его напорной части. Основным типом компрессионных структур в данном разрезе следует признать поверхности срыва, но достоверно определить, связаны они с надвигами или ретронадвигами [Martinsen, Bakken, 1990], в керне не представляется возможным.

Меньше ясности с образованием структур растяжения. На подводном склоне сбросы могли формироваться как до образования оползня, в результате крипа осадка, так и на начальной стадии схода оползня, в условиях растяжения при разгоне сползающего блока. Крупные структуры типа синтетических сбросов, погружающихся вниз по склону, хорошо известны на примере современных и древних оползней [Martinsen, Bakken, 1990; Shanmugam, 2017]. Тем не менее, другие характерные текстуры крипа — мелковолнистая слойчатость, мелкие лежащие и ныряющие складки нелитифицированного тонкодисперсного осадка [Whitham, 1993; Stow et al., 1996], в разрезе уверенно не диагностируются.

Тем не менее, оползневой механизм формирования описанных структур не объясняет образования большого количества послойных «песчаных жил» и большую, до 1,6 м, их толщину. Небольшие жилы — песчаные инъекции — могли бы внедриться в процессе образования оползня [Shanmugam, 2017] и за счет дегидратации песчано-глинистых пород оползневого клина (предположительно, такое происхождение могут иметь песчаники нептунических даек). Первые — тонко-мелкозернистые, с примесью средне- и крупнопесчаных зерен, средне сортированные, однородные, почти одинаковые в разных жилах (литотип IV), вторые — мелко-тонкозернистые до тонкозернистых, алевритистых, градационно-слоистые, послойно-сортированные. Кроме того, примечательна однородность гранулометрического состава песчаников жил, как признак их быстрого, единовременного образования.

Источником материала подходящих размерности и объема для жил могли быть обломочные отложения прибрежной части бассейна: аллювиальной дельты или кос и баров. Но для разового перемещения большой массы песка из прибрежной зоны к основанию подводного склона необходимы: 1 — ее быстрая мобилизация, 2 — эффективный механизм и 3 — путь переноса через мелководье (рис. 3, А).

Образование оползня могло создать все три фактора. Отрыв крупномасштабного оползня мог резко сократить ширину мелководной зоны или даже «подрезать» фронтальную часть дельты, создав неустойчивый крутой склон (рис. 3, Б). Сотрясения при его сходе или генерированная им локальная цунами-подобная волна [Баранов и др., 2018] — могли привести в движение дисперсный осадок, с образо-

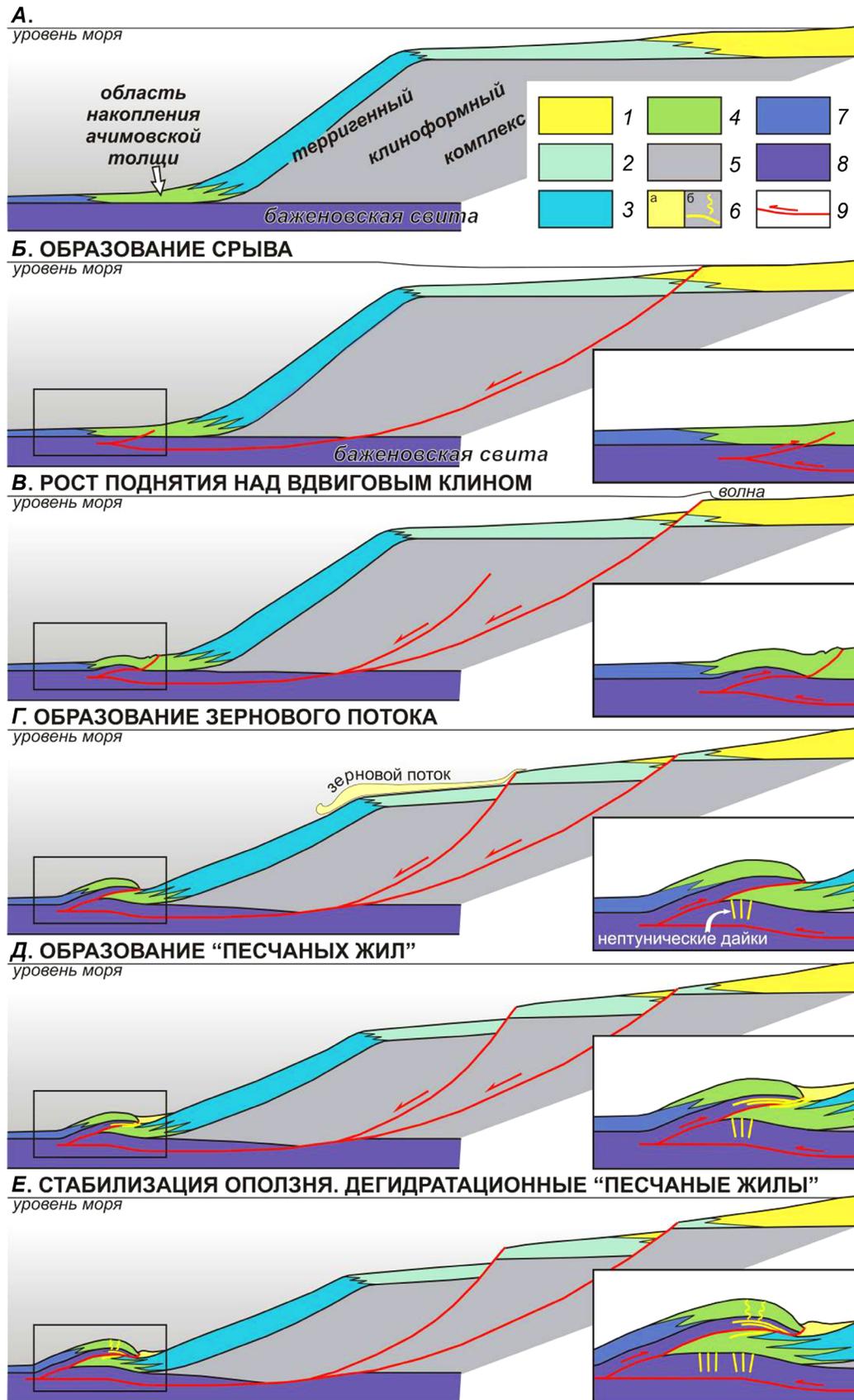


Рис. 3. Принципиальная схема образования аномального разреза БС на исследуемой территории. Во врезках дано укрупненное изображение области оползневой вдвига. Терригенные отложения клиноформного комплекса (1–5): 1 — обломочные, прибрежные и дельтовые осадки; 2 — терригенные, мелководные отложения; 3 — терригенные, склоновые осадки; 4 — терригенные отложения, нижней части и подножия склона; 5 — терригенные, нерасчлененные отложения; 6 — отложения зернового потока (а) и «песчаные жилы» (б); 7 — глинистые, депрессионные осадки; 8 — кремнисто-терригенные, депрессионные породы (баженовская свита); 9 — оползневые срывы и направления смещения по ним

ванием гравитационного зернового потока вниз по оползневому цирку (рис. 3, В, Г).

Рост поднятия в основании подводного склона над вклинивающимся окончанием оползневого блока сопровождался деформацией слоев, образованием послойных и секущих трещин и срывов. Резкое торможение флюидизированного зернового потока на этом препятствии привело к гидравлическому удару в «живых» трещинах, их дополнительному расклиниванию и заполнению песчаным материалом, что и создало основную часть послойных и, вероятно, некоторые из секущих «песчаных жил» (рис. 3, Д). Внедрение «песчаных жил» могло дополнительно облегчаться снятием литостатического давления, за счет разрушения поднятия над вдвиговым клином оползнями меньшего размера в породах ачимовской толщи.

Развитие оползневых деформаций, несомненно, продолжалось и после образования жил (рис. 3, Е). Их следы проявляются в неоднородном строении самой мощной «песчаной жилы» (рис. 2, Г), в деформации обломков глинистых пород в песчаниках, и вероятно — в струйчатом, «флюидальном» распределении участков с большей ролью глинистого цемента (рис. 2, Д). На этой стадии и, вероятно, позднее, происходила дегидратация осадков. Вода, отжимавшаяся весом вышележащих осадков из песков в трещинах, выносила часть обломочных зерен и сформировала дегидратационные «песчаные жилы», как секущие, так и послойные (рис. 3, Е).

Часть вопросов пока остается открытыми. За отсутствием сейсмических данных, неясны размеры оползня. Несомненно, оползень на окраине внутриконтинентального моря имел многократно меньшие размеры, чем оползни на континентальных склонах океанов [Stow et al., 1990; Баранов и др., 2018], и дальность перемещения была недостаточной для гомогенизации вещества оползневого блока. Тем не менее, динамическое воздействие оползня переместило в БС пачку молодых осадков, мощностью не менее 10 м. Более молодой возраст песчано-глинистых отложений подтвержден результатами палинологических исследований [Фокин и др., 2023].

Причина возникновения оползня так же неизвестна. На окраинах шельфов триггером этого явления часто становятся землетрясения. Формально области накопления плитного чехла, в том числе Западно-Сибирская плита, считаются тектонически пассивными регионами [Ломизе, Хаин, 2005; Милановский, 1989]. Однако начало раннего мела — время складчатости в Верхояно-Чукотской области на восточной окраине Восточно-Сибирского кратона, и отголоском активизации тектонического режима стало формирование инверсионных валов в северо-восточном ответвлении ЗС бассейна — Енисей-Хатангской впадине [Унгер и др., 2017], что так же должно было сказаться на сейсмической активности в северо-западном обрамлении Сибирского кратона. Тем не менее, возможны и другие механизмы,

способные стимулировать подводно-оползневые процессы: подрезание склона руслом каньона, достижение склоном предельной крутизны, понижение уровня моря и др.

Заключение. В исследуемых породах БС (литотип I) встречается большее количество глинистого вещества и меньшее количество кремнезема, чем в одновозрастных породах из центральной части ЗС. На такое различие в составе баженовских отложений на северных территориях повлияло несколько факторов, но главные из них — палеоструктурный план территории в конце волжского времени в совокупности с активными тектоническими движениями, а также близость Палеотаймыра [Конторович и др., 2014].

По результатам исследования палеонтологических находок было выявлено, что в исследуемых породах наблюдаются аргиллиты титон–берриаского возраста, которые перекрывают валанжинские песчано-глинистые отложения [Фокин и др., 2023]. Из этого можно сделать вывод о том, что песчаники в исследуемом разрезе имеют иное, не седиментологическое происхождение. Исследование палинологических находок позволило сделать важный палеофациальный вывод о том, что изучаемый разрез интерпретируется как постепенный переход от дистального аноксического бассейна (нижняя часть отложений, сложенная преимущественно породами I литотипа — типичные породы для БС из северной части ЗС) к турбидитовой системе в раннем валанжине (аномальный разрез БС, который, вероятно, является внедрившимся в БС фрагментом ачимовской толщи).

Результаты гранулометрического анализа для пород литотипа III хорошо согласуются с седиментологическими выводами: накопление осадков прирусловых валов питающих и крупных дистрибутивных каналов формируются в значительной мере из разбавленной взвеси мутьевых потоков, а вариации размерности отражают разные масштабы и другие параметры разновременных потоков [Фокин и др., 2023].

В керне наблюдались преимущественно вязкие мезоструктуры продольного сжатия (мелкие складки, микронадвиги, «бантикообразная» структура), растяжения (микросбросы и их комбинации, будинаж, нептунические дайки) и тангенциальных напряжений (поверхности срыва и зоны флюидизации; ротация будин и др.), формировавшиеся на разных стадиях схода оползня и при перемещении его тела по неровной поверхности срыва.

На основании детальной аналитики мезоструктур в процессе литологического описания кернового материала предположена новая модель формирования АРБ в пределах Уренгойского НГКМ. Наиболее вероятно, что терригенные породы ачимовской толщи была внедрены в БС за счет образования вдвигового клина в основании крупномасштабного оползня на подводном склоне раннемелового ЗС бас-

сейна. Внедрение менее литифицированных пород в более плотные облегчалось вхождением в состав оползневого клина пластины БС.

В формировании крупных инъекционных песчаных тел — «песчаных жил», главную роль, вероятно, сыграл спровоцированный оползнем гравитационный зерновой поток из области прибрежного мелководья. Проникновение его песчаного материала в породы БС, и в меньшей степени — ачимовской толщи, произошло за счет энергии

гидравлического удара и гидроразрыва вдоль сплошных и секущих трещин. Похожий механизм естественного гидравлического разрыва ранее был описан в АРБ на территории Имилорской площади ЗС [Гришкевич и др., 2019]. Высокая степень однородности гранулометрического состава песчаников из инъекционных жил (литотип IV) по сравнению с песчаниками литотипа III косвенно подтверждает предложенную модель формирования крупных инъекционных песчаных тел [Фокин и др., 2023].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Б.В., Дозорова К.А., Рашидов В.А. и др. Подводные оползни континентальных окраин // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 4, вып. 40. С. 51–68.
2. Гришкевич В.Ф., Гатина Н.Н., Сидоренко А.О. и др. Опыт петрофизического анализа механизма формирования аномального разреза баженовской свиты на Имилорской площади Западной Сибири // Литосфера. 2019. Т. 19, № 2. С. 209–227.
3. Конторович А.Э., Еришов С.В., Казаненков В.А. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 5–6. С. 745–776.
4. Ломизе М.Г., Хаин В.Е. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во КДУ, 2005. 560 с.
5. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 2. Урало-Монгольский подвижный пояс и смежные метаплатформенные области. М.: Изд-во МГУ, 1989. 271 с.
6. Соборнов К.О. Складчато-надвиговые зоны восточного и южного обрамления Восточно-Европейской платформы: строение и новые направления поисков нефти и газа: Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. н. М., 1997. 47 с.
7. Тевелев Ал.В. Структурная геология и геологическое картирование: Курс лекций: Учебно-методическое пособие. Тверь: ГЕРС, 2012. 292 с.
8. Тевелев Арк. В. Сдвиговая тектоника. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 254 с.
9. Унгер А.В., Никишин А.М., Кузляпина М.А. и др. История формирования инверсионных мегавалов Енисей-Хатангского бассейна // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 2. С. 6–15.
10. Фокин П.А., Латыпова М.Р., Федяевский А.Г. и др. Модель вдвигового оползневого клина с последующим гидравлическим разрывом, как объяснение формирования аномального разреза баженовской свиты на севере Западной Сибири. Статья 1. Описание разреза, литология, палинология // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 33–43.
11. Martinsen O.J., Bakken B. Extensional and compressional zones in slumps and slides in the Namurian of County Clare, Ireland // J. Geol. Soc. 1990. Vol. 147. P. 153–164.
12. Meissner R. Rupture, creep, lamellae and crocodiles: happenings in the continental crust // Terra Nova. 1989. Vol. 1. Issue 1. P. 17–28.
13. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain Analysis. Vol. 2: Folds and Fractures. London: Academic Press, 1983. 700 p.
14. Shanmugam G. Global case studies of soft-sediment deformation structures (SSDS): definitions, classifications, advances, origins and problems // J. Palaeogeography. 2017. Vol. 6 (4). P. 251–320.
15. Stow D.A.W., Reading H.G., Collinson, J.D. Deep Seas. H.G. Reading (ed.) Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy. 3rd ed. London: Blackwell Science, 1996. P. 395–453.
16. Whitham A.G. Facies and depositional processes in an Upper Jurassic to Lower Cretaceous pelagic sedimentary sequence // Antarctica. Sedimentology. 1993. Vol. 40. P. 331–349.

Статья поступила в редакцию 13.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.07.2023